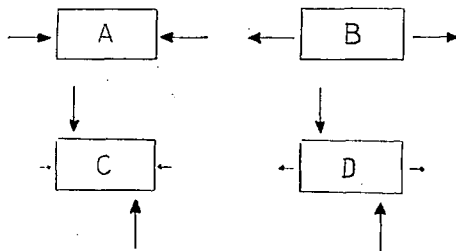


VORAUSSETZUNGEN FÜR DIE EPIROVARIANZ DER VERKARSTUNG

VON
DR. L. JAKUCS

Die wichtigsten Faktoren für den Ablauf, die Eigenschaften der Verkarstung sind zweifellos die Lösungsfähigkeit des mit dem löslichen Gesteinsmaterial in Berührung stehenden Wassers, die strukturelle und materielle Beschaffenheit des Gesteinsmaterials und die Zeitdauer der Denudation. Die Karstdenudation wird aber über diese Grundfaktoren hinaus noch durch weitere Faktoren geregelt, die sowohl aus quantitativer wie auch qualitativer Hinsicht grundlegende Kriterien der sich im Formenschatz widerspiegelnden Komplexität des Prozesses sind. Von diesen sind die eigenartigen *tektonischen Verhältnisse* der Gesteinsmasse für einen der wichtigsten Faktoren zu halten, d. h. es muss untersucht werden, welche für die Karstdynamik anfällig machenden oder karstfeindlichen lokalen Eigenschaften sich das für die Verkarstung hinsichtlich der Petrovarianz anfällige Gestein — durch seine im Laufe der postdiagenetischen Dislokationen erhaltene sekundäre Lagerungs-Groszstruktur (Gebirgsstruktur) aneignet.

Natürlich gehört es nicht zu unserer Aufgabe, die geomechanischen Begriffe, Auswirkungen und Folgen darzulegen. Sie sind in den ausgezeichneten Arbeiten von BILLINGS (1942), SCHMIDT (1957), KETTNER (1959) usw. vorzufinden. Einige Grundfragen sind aber an den karstgenetischen Problemen so eng angeschlossen, dass wir nicht ausweichen können, bei Behandlung unseres Grundthemas auf sie einzugehen. So müssen wir darauf hinweisen, dass der Schichtenkomplex in der Erdkruste im Laufe der epirogenetischen und orogenetischen Beanspruchungen grundsätzlich den in Abb. 1 dargestellten Wirkungen unterliegen kann, worauf



1. Die wichtigsten Grundmöglichkeiten der auf das Gestein wirkenden Beanspruchungen. A = zweiseitiger zusammenpressender Druck, B = zweiseitige Ziehspannung, C = Scherspannung bei lateraler Druckkonvergenz, D = Scherspannung bei lateraler Druckdivergenz.

das Gestein in Abhängigkeit vom Plastizitätsgrad, von der Temperatur, der absoluten Druckgrößenordnung des Reaktionsraumes, der Intensität und Dauer der orientierten Wirkung reagiert.

Die Reaktion kann im wesentlichen zweierlei sein: es entstehen Faltungen oder Brüche, eventuell beide auf heterotopischer oder isotopischer Weise. Von den die Faltungsbildung (gefalteten Formen) anfällig machen den Faktoren müssen wir *die Plastizität des Gesteins, seine hohe Temperatur, den im Wirkungsraum vorherrschenden verhältnismässig hohen Gesteinsdruck, sowie den niedrigen Grad des orientierten Drucks, doch zugleich dessen lange Wirkungsdauer* betonen. Dagegen werden besonders *Brüche durch die Sprödhheit des Gesteinsmaterials, seine niedrige Temperatur, den für den Wirkungsraum bezeichnenden geringen Gesteinsdruck, sowie die Ermittlung der orientierten Spannung von grosser Intensität und von kurzfristiger Wirkungsdauer* involviert.

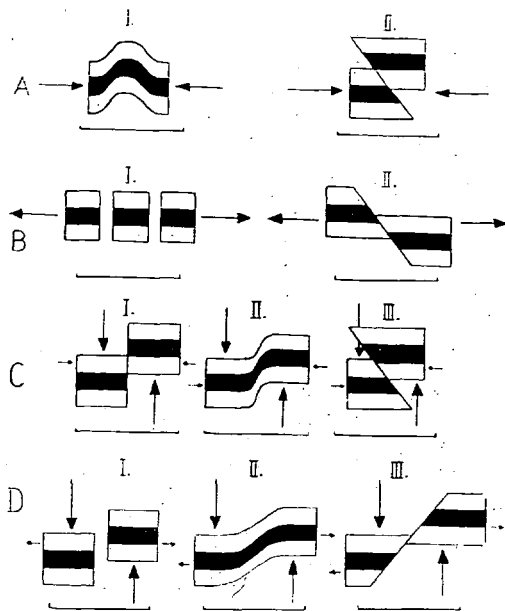
Innerhalb des Faktors Sprödhheit des Gesteins, über die Eigentümlichkeiten der Zusammensetzung hinaus, kann manchmal auch der *Schichtungsgrad und -charakter* des Gesteins eine gewisse Rolle spielen. Es scheint nämlich z. B. die grobbankige Variation des Kalkgesteins spröder zu sein gegenüber den dynamischen Einwirkungen, als eine schieferig geschichtete Art des Kalkgesteins mit demselben mineralogischen Kennzeichen, wo *die Schichtflächen als Gleitflächen* dienen können und dadurch den Plastizitätsgrad des Gesamtgesteins erhöhen.

In Abhängigkeit vom vektoriellen Resultat der vorstehenden Faktoren können unter Wirkung der in Abb. 1 dargestellten Situationen der Krustenspannung die Deformationstypen der Abbildung 2 als Grundmöglichkeiten zustandekommen.

Natürlich hat jede Dislokation, die sich auf die Gesteinsmasse über dem Horizont des lokalen Erosionsniveau bezieht, eine die Verkarstungsdynamik steigernde Tendenz, da sie die Kontaktfläche des Wassers und des Gesteins vergrössert. Die in den unter einengendem Druck zustande kommenden Situationen A/II, C/I und C/III auftretenden geschlossenen Verwerfungsflächen werden sogar für das einsickernde Wasser wegsam, um die Menge von unzähligen syngenetischen, die effektive tektonische Verwerfungsfläche im Innern der Blockeinheiten begleitenden Harrisse, nicht zu erwähnen die im spröden Gestein zur Zeit der Grossbeanspruchung ohne Dislokation entstanden.

Die für Kluftbildung bevorzugten Zonen der unter tangentiell Druck entstandenen Faltungsformen werden in Abbildung 3, die kaum einer Erläuterung bedarf, veranschaulicht.

Die Schichtdislokationen zunächst, die sich auf die Ziehspannung der Kruste beziehen, ergeben am meisten ebensowohl ausgesprochene weite und offene Klüfte. Diese Klüftungen können manchmal mehrere Meter breit, mehrere hundert Meter lang, sogar tief sein, wobei sie, einander durch verflochtene, einen gitterförmigen Grundriss aufweisende Kreuzungen überquert, sehr komplizierte, labyrinthartige Klufthöhlensysteme bilden können, die *von der vorigen Phase der Verkarstung unabhängig sind, die aber zugleich den posttektonischen Zeitabschnitt der Verkarstung in erheblichem Masse determinieren.*



2. Diaklasen und Lithoklasen resultierende einfachste Grundformen der Dislokationen mit Einengung der Faltungen und mit Dehnung der Faltungen.

A/I = Einengung des Krustenteils mit Faltungen (plastische Deformation)

A/II = Einengung des Krustenteils mit Staffelbruch (spröde Deformation)

B/I = Dehnung des Krustenteils mit senkrechten Verwerfungsflächen auf die Richtung der Ziehkraft (spröde Deformation)

B/II = Dehnung des Krustenteils mit schiefwinkliger Verstellung auf die Richtung der Ziehkraft längs der Verwerfungsfläche (spröde Deformation)

C/I = Bildung von geschlossener Verwerfungsfläche ohne Änderung der Länge des Krustenteils beim Auftreten von Scherspannungen, bei seitlicher Druckkonvergenz (plastische Deformation)

C/II = durch Scherspannung erfolgte Flexurbildung bei seitlicher Druckkonvergenz (plastische Deformation)

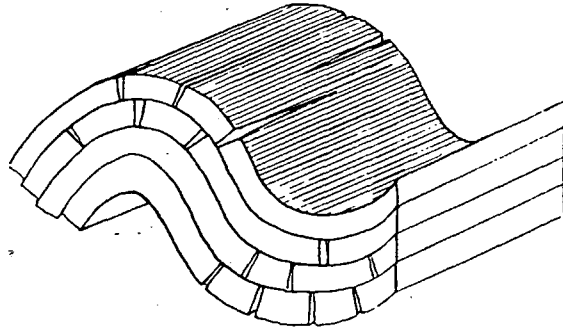
C/III = mit Staffelbruch einsetzende Einengung des Krustenteils beim räumlichen Auftreten der seitlichen Druckkonvergenz der Scherspannung (spröde Deformation)

D/I = Bildung von offener mit Dehnung des Krustenteils einhergehender Verwerfungsfläche beim Auftreten von Scherspannungen, bei seitlicher Druckkonvergenz (spröde Deformation)

D/II = durch Scherspannung erfolgte Schichtenverbiegung mit Lagerstätteverdünnung bei seitlicher Druckdivergenz (plastische Deformation)

D/III = mit Staffelbruch einsetzende Einengung des Krustenteils beim räumlichen Auftreten der seitlichen Druckdivergenz der Scherspannung (spröde Deformation)

Um es wahrzunehmen, welches Ausmass und welche Netzdichte die Bildung der auch für Menschen befahrbaren offenen Klüfte annehmen kann, stellen wir in unserer Abb. 4 den über monumentale Kartographieungsarbeit beweisenden Grundriss der *Kristalnaja-Peschtschera* (Kris-

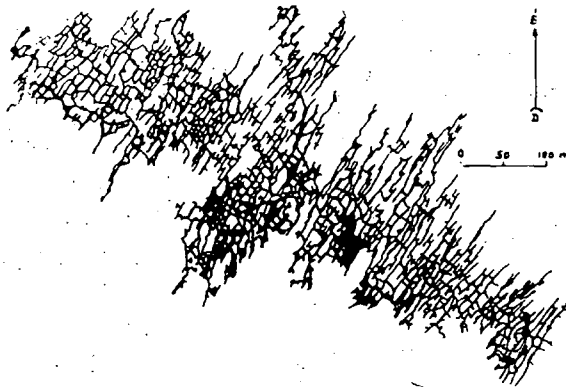


3. Genetische Erläuterung der zu den Strukturachsen des antiktinalen Sattels und der synktinalen Mulde parallelen Spalten-Klüftungen (nach TRIMMEL)

talline-Höhle) dar, die im Anhydrit- bzw. Gipskarst obertortonischen (miozänen) Alters der Podolischen Platte am Fluss Sereth aufgedeckt wurde.

Es ist bemerkenswert, dass diese Höhle nach unseren heutigen Kenntnissen die zweitlängste von den bekannten Gipshöhlen der Erde ist, da die bis 1966 gemessene Gesamtlänge der etwa 2 m breiten und durchschnittlich 2,7 m hohen Klüftgänge 18785 m (DUBLJANSKIJ 1966) ausmacht. Die Höhlengänge haben sich in einer bloss 15 bis 25 m mächtigen horizontal gelagerten, zum guten Teil bereits in Gips umwandelten Anhydritschicht, im ganzen nur in einer Ausdehnung von einem Siebentel km² ausgebildet.

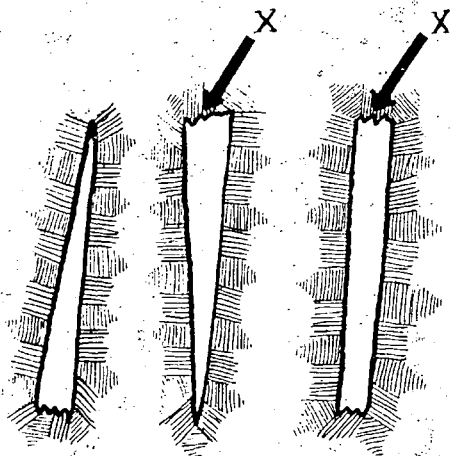
Übrigens befindet sich die längste Gipshöhle auch auf der Podolischen Platte. Sie ist *Ozernaja-Peschtschera* (See-Höhle) benannt und beträgt nach den Angaben der durch die Höhlenforschergruppe von Ternopol



4. Grundrissplan der Kristalnaja-Peschtschera (Kristalline Höhle), der kompliziertes Bruchnetzsystem und tektonische Speläogenese widerspiegelt (nach DUBLJANSKIJ)

durchgeführten topographischen Aufnahmen eine Länge von 26 360 m. Diese Höhle ist auch ein Labyrinthnetz von tektonischen Klufthohlräumen.

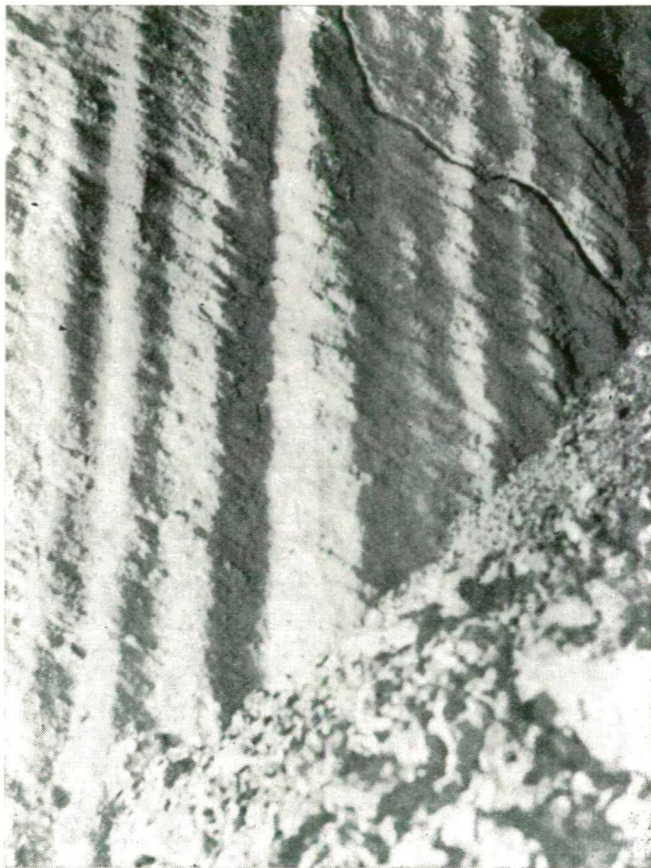
Das wichtigste Kennzeichen der Klufthöhlen ist übrigens die gerade glatte Seitenwand und die beträchtliche Höhe und Länge des Höhlenraumes im Verhältnis zu seiner meistens gleichmässig engen Breite. Die Raumprofile zeigen meistens die nachstehenden Formen an (Abb. 5).



5. Die häufigsten Profilformen der tektonischen Klufthöhlen (bei x meistens Reibungsbrekzien)

Handelt es sich in Wirklichkeit um eine Klufthöhle *tektonischen Ursprungs*, deren Hohlraum sich also im Laufe der krustenbildenden orogenetischen (eventuell epirogenetischen) Bewegungen gestaltet hatte, so können an den mit x bezeichneten Stellen im Querprofil die für die Verstellungen kennzeichnenden *Reibungsbrekzien* und die Spuren der Gesteinsbeanspruchung in anderer Form und an den Seitenwänden nicht selten parallele *Schrammen der Gesteinsgleitung* (Abb. 6) beobachtet werden. Diese Merkmale aber fehlen immer bei den scheintektonischen oder atektonischen Klufthohlräumen.

Derartige *scheintektonische Gesteinshohlräume* können auf verschiedene Weise entstehen, so z. B. infolge der oberflächlichen Gleitungen der Gesteinsmassen, der Entstehung von Trocken- und Kontraktionsrisen, eventuell durch Versturz von Hohlräumen anderen Ursprungs usw. Eine verhältnismässig häufige Art der Entstehung ist, dass sich die von den höheren unterspülten Felswänden herabgestürzten beträchtlichen Gesteinsblöcke an die Abbruchswand lehnen (Abb. 7, Figur A), oder in der über lockerem und plastischem Liegenden gelagerten Gesteinsschicht infolge der unter Wirkung des Gebirgsdrucks zustande kommenden plas-



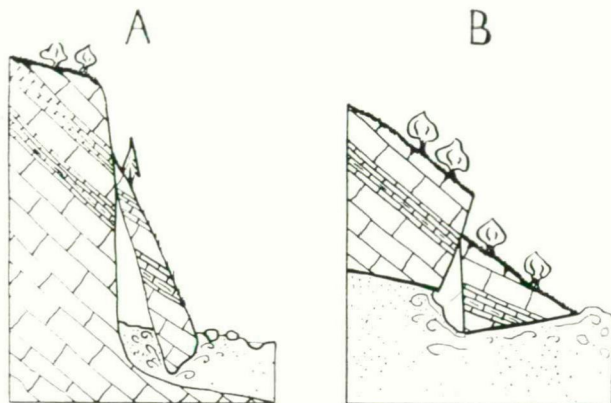
6. Auf senkrechte Blockverstellung längs der Verwerfung hinweisende Gleits-
 triemungen (Harnisch-Schrammen) an der Wand eines Höhlenraumes tektonischer
 Genese der Baradla-Höhle bei Aggtelek

tischen Deformationen des Liegenden auf der Unterlage bewegen (Abb. 7, Figur B).

A. SZÉKELY (1953) weist darauf hin, dass auch die grösste nicht-karstige Höhle Ungarns, die 139 m lange *Csörgölyuk* (im Mátragebirge), von solcher Genese ist. Nach der Feststellung von SZÉKELY wurde die Höhle durch die tektonische Richtung NO—SW vorgezeichnet. Die Klüfte des Gesteins öffneten sich in der plastisch gewordenen verwitterten, durchnässten Rhyolithuff-Unterlage infolge der unter Gravitationswirkung erfolgten langsamen, ungleichmässigen Gleitung auf.

Sowohl die tektonischen, als auch die scheintektonischen Klufthohl-räume können natürlich in allerlei Gesteinsarten entstehen, aber in einem den Charakter der späteren Denudation der Gesteinsmasse entscheidend bestimmenden Ausmass kommen sie meistens nur beim Kalkgestein in

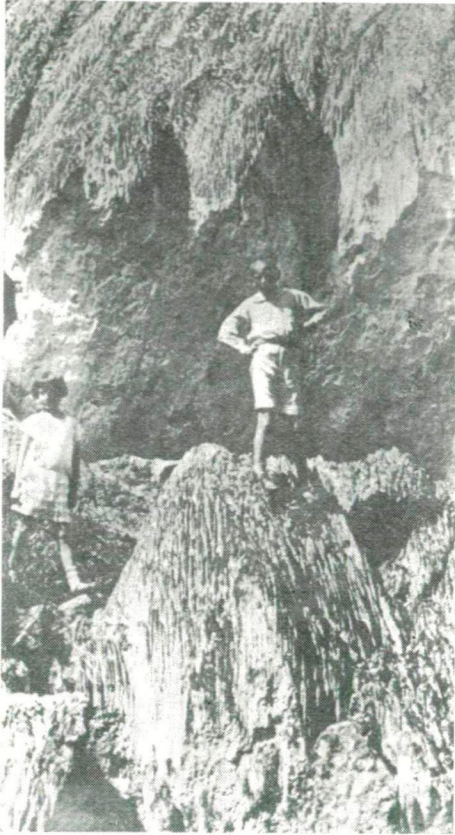
Betracht. Dessen Ursache liegt darin, dass die so entstandenen Spalten von allen Gesteinen im Kalkgestein wegen ihrer petrophysischen Charakterzüge die längste Zeit hindurch erhalten können, ja sogar eine so lange Zeit hindurch, dass auch die den Hohlraum erweiternde Tätigkeit der langsamen Karstkorrosion des ihnen zuströmenden Wassers in den meisten Fällen mit den natürlichen Prozessen der Hohlraumzerstörung Schritt halten kann. Das Kalkgestein hat nämlich praktisch kein festes Vermittlungsmaterial, wie die meisten polymineralischen Gesteine, wo die tektonischen Öffnungen früher oder später verkittet werden.



7. Die häufigsten Entstehungsarten der scheintektonischen Klufthöhlen

Von den ohne Lösungsrückstände löslichen monomineralischen Gesteinen steht das Kalkgestein an erster Stelle wegen seiner *Beständigkeit*. Die Gipshöhlen z. B. können im geologischen Sinne deshalb nicht lange anhalten, da dieses Gestein — das wesentlich plastischer als das Kalkgestein ist — früher oder später durch Deformation den Verschluss des Höhlenraumes bewirkt, wenn nur grossdynamische sekundäre hohlraumweiternde Prozesse (z. B. Korrosion oder Erosion des Fliesswassers) die Verschlusstendenzen nicht auszugleichen vermögen. Im Steinsalz zunächst, das bekanntlich noch plastischer als der Gips ist, kommen aus derselben Ursache entweder von vornherein keine tektonischen Klüfte zustande, oder wenn sie doch zustandegekommen sind, werden sie in überaus kurzer Zeit verschlossen. Deshalb dürfen wir im Falle des Salzgesteins bloss über oberflächliche Karstkorrosion sprechen und das Innere selbst der Salzmasse bleibt für die Lösung unzugänglich. Daher sind Höhlen nicht einmal in den über die meist entwickelten oberflächlichen Korrosionserscheinungen verfügenden Salzkarsten vorhanden (Abb. 8).

Die Bedingungen der Epirovarianz haben also in erster Reihe hinsichtlich der Verkarstung des Kalkgesteins guter Beständigkeit eine ausschlaggebende Bedeutung, die dadurch zum Ausdruck kommt, dass durch



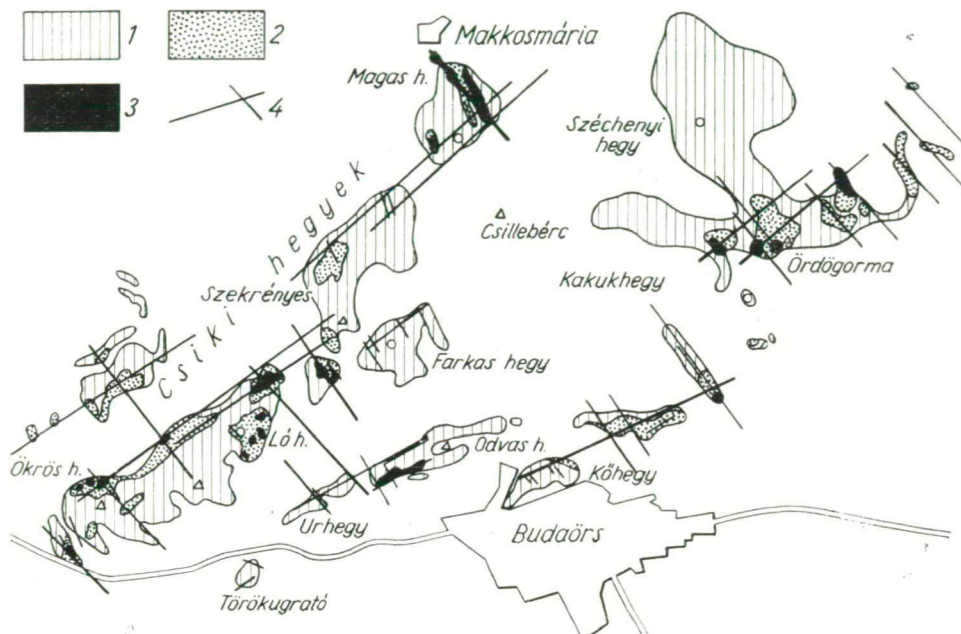
8. Auf starke oberflächliche
(Niederschlagskorrosion hinweisender
verkarster Salzstock in der Nähe
von Parajd

tektonische Vorbildung bevorzugte Linien, Streifen (im Inneren des Gesteins; Flächen) zustande kommen, an denen entlang die Verkarstung durch die Wirkung der Räumlichkeit intensiver wird und auch in der Formenbildung zum höheren Wirkungsgrad gelangt.

Die tektonische Vorbildung ist aber auch eine Voraussetzung für die *hydrothermale Verkarstung*, da nämlich die tiefgreifenden Bruchlinien den zur Oberfläche führenden Weg des Thermalwassers impulsartig sichern. Daher sind die hydrothermalen Karstformen, die in Ungarn besonders häufig vorkommen, hinsichtlich ihrer Lokalisation immer an die Strukturlinien des Gebirges geknüpft, ihre zentralen Punkte bezeichnen sogar meistens eindeutig die miteinander und mit der Oberfläche gebildeten Schnittlinien der sich kreuzend gerichteten Brüche.

Dies wird auch auf unserer Karte der Abbildung 9 dargestellt, die die Dolomitvorkommen in den Bergen der Gegend von Budaörs aufweist, mit Bezeichnung der unter fossilen hydrothermalen Wirkungen zerklei-

9. Die Beziehung zwischen Tektonik und Dolomitverstäubung in den Gebirgen der Umgebung von Budaörs (Planaufnahme des Verfassers)



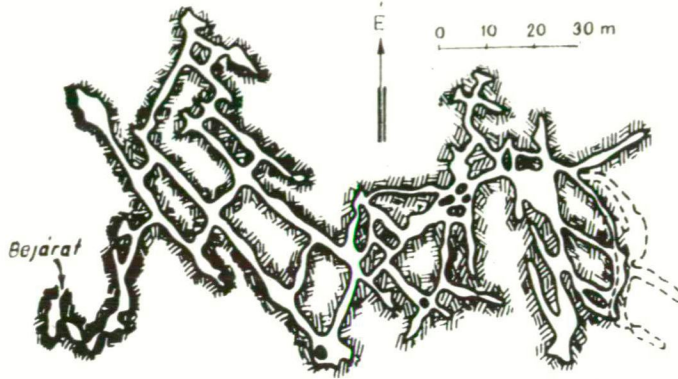
nerten und abgesondert stark zerstäubten Dolomitfazies, sowie der Hauptrichtungen der an Hand der detaillierten tektonischen Geländeaufnahme beobachteten Klüfte und Brüche (JAKUCS 1950).

In den Fällen, wo das Thermalwasser durch die offenen, weiten Klüften des Gesteins aufsteigt, erfolgt häufig die sekundäre Weiterbildung oder Erweiterung der Kluftgänge wegen der Korrosion der Hydrotherme. In diesem Falle sprechen wir bereits über *Thermalwasserhöhlen*.

Bekanntlich gibt es in Ungarn, vor allem im Budaer Gebirge, eine beträchtliche Anzahl von tektonischen Klufthöhlensystemen, die sich unter Wirkung der späteren Thermalwasseraufbrüche eigenartig noch erweiterten. Die Höhlen von Ferenchehy, Szemlőhegy, Mátyáshegy, Pál-völgy usw. sind zum grössten Teil auf diese Weise entstanden (Abb. 10). Die Richtungen der Gitterstruktur ihres Grundrisses fallen mit den Richtungen der Hauptverwerfungen, die den heutigen schachbrettartigen Schollencharakter des Gebirges gestalten, zusammen (BORBÁS 1934, KERKES 1941 usw.).

Wenn eine tektonische Klufthöhle (entlang der Verwerfung) durch sekundäre (z. B. hydrothermale) Korrosions- oder Erosionswirkungen weitergebildet wird, dann spiegelt sich diese Wirkung im Höhlenraumprofil sehr häufig durch eigenartige *Vorsprünge* wider. Und zwar, wenn diese

Faktoren im vollständigen Raumprofil (im Falle der vollständigen Wassererfüllung) wirksam sind, dann bringen sie in der Regel die durch die Figur A der Abb. 11 gekennzeichneten Profilform zustande. Und wenn vorwiegend Wasserläufe mit freiem Wasserspiegel tätig sind, kann sich das im B-Teil der Abbildung angedeutete Profilschema entwickeln.



10. Gitterförmiger Grundriss der im sekundär Stadium der Speläogenese thermalwässrig gewordenen Höhle von Ferenchegy (Budaer Gebirge), deren wichtigere Gänge starke tektonische Vorbildung zeigen



11. Profilformen von tektonisch vorgezeichneten, aber durch Wasser gebildeten Höhlengängen. A = vorwiegend an Korrosion und vollständige Wassererfüllung zur Zeit der Evakuierung andeutende Profilform, B = vorwiegend an Erosion, doch jedenfalls an Tätigkeit des Fliesswasser mit freiem Spiegel andeutende Profilform.

Wenn es unter Wirkung der Gesteinsbeanspruchung nicht offene Klüfte, Spalten, sondern bloss geschlossene und verdeckte Bruchflächen entstehen, folgen ihnen die im Gestein zirkulierenden Wässer und in diesem Falle wird die eventuelle Evakuationsbildung das Resultat der Ar-

beit des Wassers sein. Die Querschnitte sowie die Anordnungen im Grundrisse der sich so gestalteten Höhlen zeigen auch in diesem Falle auffällig die tektonische Vorbildung.

Das Foto der Profilform des durch orogene Richtungen vorgezeichneten, aber durch die Korrosion des Wassers evakuierten Höhlenganges wird in Abb. 12 veranschaulicht.



12. Zutrittsgang der Höhle von Zuberec (Belaer-Tatra), deren Profilmorphologie das Zusammenspiel der komplexen Wirkung der tektonischen Vorbildung und der höhlenbildende Arbeit des Wassers beweist (nach KUNSKY)

Es stellt sich schon von den Gesagten heraus, dass die Faktoren der Epirovarianz unentbehrliche Voraussetzungen der erfolgreichen Tätigkeit der Karstkorrosion sind. Um so auffälliger ist dagegen, dass die prominenten Forscher bei der Formenanalyse mit dieser Tatsache lange nicht nach Verdienst gerechnet haben. In Ungarn ist z. B. der Arbeit von MIHÁLTZ 1938 vorangehend, wo er als Hauptzielsetzung die Beziehungen

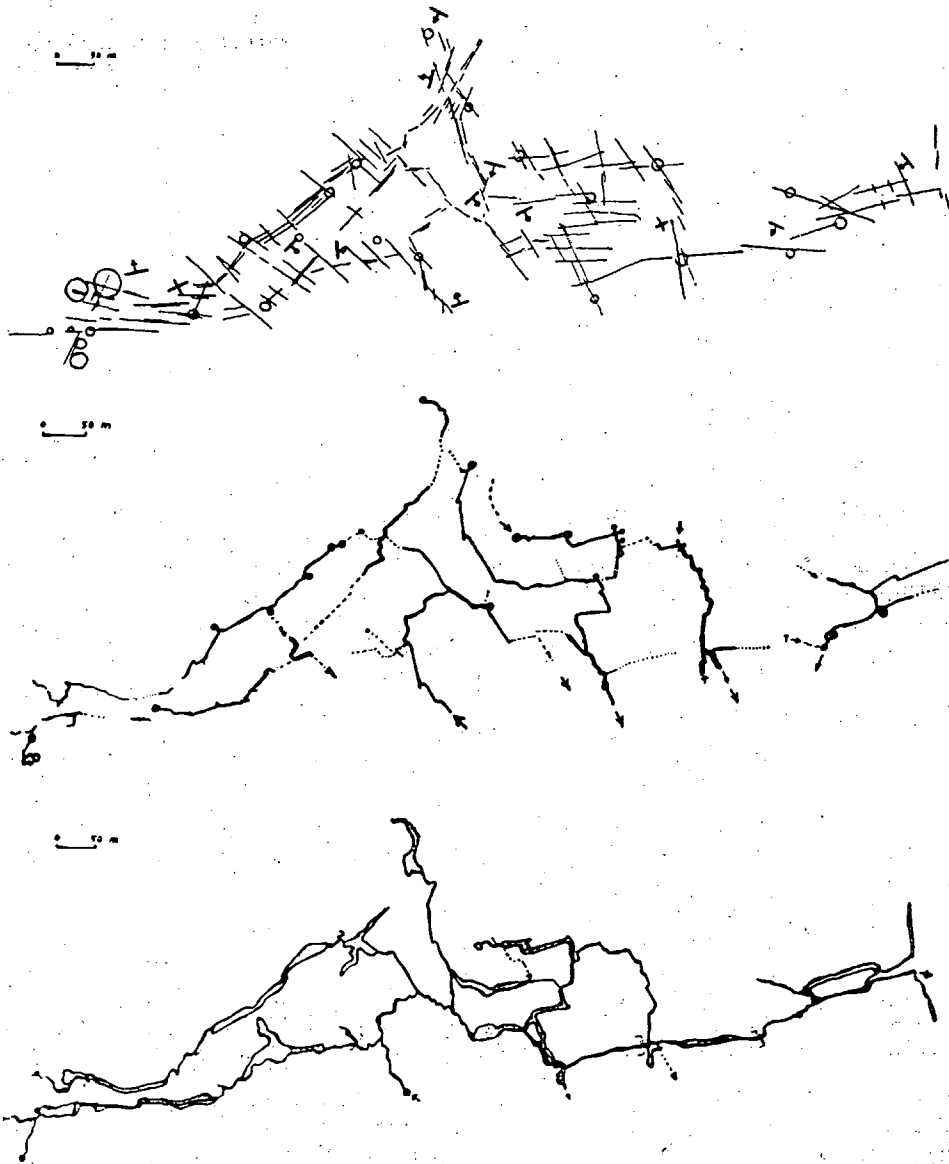
der Höhlen und der Gebirgsstruktur des Bihar-Gebirges analysierte, in diesem Themenkreis nach unserem Wissen keine wissenschaftliche Publikation erschienen (die nebensätzlichen Hinweisungen einiger sehr wertvollen analysierenden Werke, z. B. von HORUSITZKY 1915 ausgenommen). Seither beschäftigen sich dagegen mehrere Abhandlungen mit dieser Frage (SCHMIDT 1944, 1953, ALBEL 1950 usw.).

Aufsätze, die die genetischen Zusammenhänge der Gebirgsstruktur und der Karsterscheinungen analysieren, sind auch im Auslande erst in den letzten Jahrzehnten erschienen (NIKOLAJEV 1946, TRIMMEL 1956 usw.). In unseren Tagen gibt es aber sozusagen keine karstmorphologische Analyse, die die hydrographischen und morphologischen Folgen der tektonischen Vorbereitung ausser acht lassen würde. Ein gutes und aufschlussreiches Beispiel bietet dafür die in Abb. 13 dargestellte genetische Höhlenkarte, die der Italianer A. PASA in 1961 zur Veranschaulichung der Entwicklung der italienischen *Rana-Karsthöhle* verfertigte, sowie die neuesten tektospeläologischen Analysen der sowjetischen Forscher (SOKOLOV, 1962, BATSCINSKIJ 1964, KUSNEZOVA 1965, STSCHEPETOV 1965, TATARINOV 1965, DUBLJANSKIJ 1966 usw.), die mit Hilfe der statistischen Bearbeitungen der während der Kartographierungsarbeiten der unterirdischen Systeme gesammelten Angaben die sog. „Gangrose“ über zahlreiche Karsthöhlen der Sowjetunion verfertigten. Zwei von diesen, die der im linken Felsenufer des Kizel-Flusses (Bezirk Perm) in 1953 entdeckten *Bärenhöhle* (Abb. 14) und der in Baskirien (Süd-Ural) befindlichen Maximovitsch-Höhle (Abb. 15) zeigen wir an.

Es ist selbstverständlich, dass die Rolle von unermässlicher Gröszenordnung, die die tektonische Vorbildung in der Wirksamkeit der Korrosion spielt, sich nicht nur in der Tiefenverkarstung, sondern auch hinsichtlich der Oberflächenformen widerspiegelt. Und zwar in zweierlei Sinn, soweit die geotektonische Struktur der Karstlandschaft einerseits in der makroskopischen territorialen Anordnung der Karstformengruppen und andererseits in den immanenten Eigenarten des Entwicklungsantlitzes der einzelnen Formelementen, zur Geltung kommt.

Dieser Zusammenhang kann manchmal eine ausgesprochene Kausalitätsbedingtheit bedeuten, so z. B. im Falle der *Poljen* des Dinarischen Karstes, wo wir — CVIJIC und GRUND gerechtfertigt — die primär tektonische Herkunft dieser Grossformen in den meisten Fällen anerkennen müssen. Überzeugend wird dies sonst auch durch die Übersichtskarte der wichtigeren Poljen bestätigt (Abb. 16), da ihre Längsachsen fast immer den gebirgsstrukturellen bzw. orographischen Zugstreichrichtungen des Gebirges entsprechen.

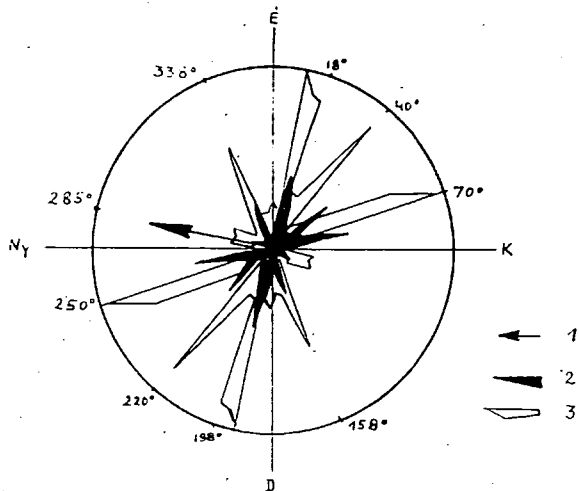
Die Poljen gelten aber meist nicht als karstgenetische Karstformen, sondern sind ausgedrückte gebirgsstrukturelle Elemente, in vielen Fällen durch Grabenverwerfungen und andere interkolline, manchmal gefaltete Strukturen hervorgegerufene abflusslose Becken, die sich *nicht durch ihre Genese, sondern lediglich durch ihr Konservieren und ihre Weiterbildung* an die Vorgänge der Karstdenudation anschliessen. So kann da-



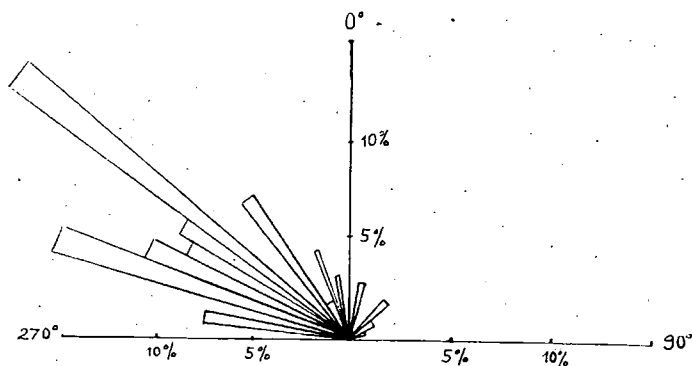
13. Der dreiphasige genetische Höhlenplan von A. PASA, der für die Entwicklung der Gänge der Rana-Höhle in Italien die Genese durch primär tektonische Vorbildung annimmt.

durch die tektonische Orientierung der Anordnungseigenheiten der echten Karstformen ersichtlich noch nicht als bewiesen betrachtet werden.

Die tektonische Vorbildung kommt bei den oberflächlichen Karstformen in der Bestimmung der Formenmerkmale der *Karren* und *Dolinen*,

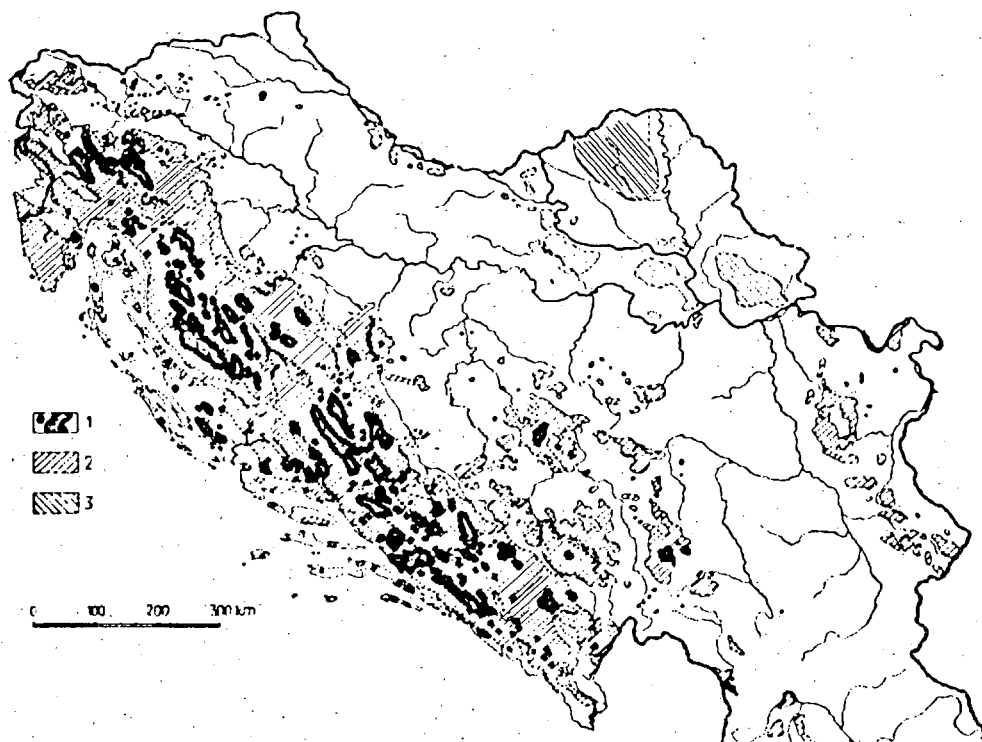


14. Vergleich der Höhlengänge und Spalten bei der Bären-Höhle von Perm (nach Kusnezova). 1 = Richtung des Gesteinsfallens, 2 = Richtung und Dichte der Lithoklassen des Gesteins, 3 = Richtung, Länge und Breite der Höhlengänge. (Die Länge, Form und Dicke der Pfeile sind mit den durch sie dargestellten Indizes proportional.)



15. Starke tektonische Vorbildungen andeutende Häufigkeitsdarstellungen der Gangrichtungen in Prozent der Gesamtlänge von Höhlenräumen in der Maximo-vitsch-Höhle in Süd-Ural (Baskirische ASSR). (Nach Stschepatow)

sowie in ihrer Lokalisation am prägnantesten zum Ausdruck. Fast in allen ungarischen und mitteleuropäischen Karstgebieten können wir z. B. die reihenweise Anordnung der Dolinen an gewissen Linien entlang und so die Gestaltung von „Dolinenreihen“ oder „Reihendolinen“ beobachten. Die Richtungen dieser durch die Verkarstung ausgezeichneten Linien stimmen in jedem Falle mit den Strukturlinien des Gebirgsteiles, oder mit den Streichrichtungen der einstigen Täler überein, am meisten derart, dass sich die Dolinen an der Achsenlinie eines seit lange her inaktiven Tals anordnen. Im Hinblick aber darauf, dass diese Täler selbst vorwiegend tektonisch orientiert sind (dies kam besonders in der embryonalen



16. Geographische Verbreitung der Karstpoljen in Jugoslawien (nach A. SERKO).
1 = kleine und grosse Poljen, 2 = verkarstendes Kalkgestein, 3 = Karstformen an-
zeigende andere Gesteine, hauptsächlich Löss.

Phase der Talentwicklung zur Geltung), soll auch hier die Lokalisation der Reihendolinen, wenn auch in mittelbarer Form, der tektonischen Vor-
bildung zugeschrieben werden.

Sonst werden die in inaktiven Zustand geratenen Karsttäler, wenn sie lange Zeit hindurch über die Erosionsbasis (d. h. das Karstwasserniveau) erhoben verbleiben, immer in Dolinenreihen umgewandelt, was ganz natürlich ist, da in ihrer Achse die biologischen und Bodengegebenheiten (falls auch noch die primär hydrologischen Gegebenheiten) der Korrosionsprozesse infolge der bevorzugten Sedimentanhäufung meistens günstiger werden, als an den Flanken derselben Täler oder auf den Rücken der Zwischentäler. Dieser Zusammenhang spiegelt sich bei den gleichwie musterhaft betrachtbaren Dolinenreihen des Mecsek-Gebirges, des Bükk-Gebirges sowie des Nord-Borsoder Karstes, aber es kann auch ein Wirkungskontakt gleichen Sinnes in den südslovakischen Karsten (den Plateaus von Szilice, Konyár, Pelsóc), im Morava-Karst, an den Karstoberflächen der Dinariden ausgewiesen werden, und die gleichen Beobachtungen wurden auf den Karstplaninen der Halbinsel Krim (Tschaturdag) wahrgenommen.

In unserer Abbildung 17 wird ein Teil des Tschepovan-Tals in Slowenien dargestellt, wobei das primär Stadium der Dolinenreihenbildung an der Talachse entlang deutlich beobachtet werden kann.

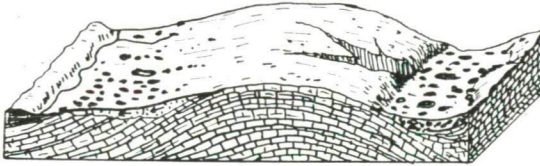


17. Das Tschepowan-Tal in der Nähe von Idrija in Slowenien. In seiner Achsenlinie hat schon die Dolinenbildung eingesetzt.

Im Zusammenhang damit muss es aber bemerkt werden, dass die Dolinen der Dolinenreihen nach einer überaus langen Verkarstungsperiode in solchem Ausmass ausgeweitet und vertieft, vielfach sogar durch Bildung von Seitendolinen aufgegliedert werden können, dass sie der karstigen Formenmerkmale des einstigen fluviatilen Erosionstals fast völlig unterdrücken können. Solche alten Reihendolinen können innerhalb derselben Karstplanina zusammen mit jüngeren vorkommen. In diesem Falle befindet sich die jüngere Dolinenreihe in der Regel gleichsam vertikal in subsequenter Situation im Vergleich zum älteren (wie z. B. an der N—S achsengerichteten Dolinenreihe des Hidegvölgy zwischen Jósvalő und Aggtelek von W her beim Sárgató anschliessende Nebendolinenreihe) und aus dieser Tatsache können wir auch darauf schliessen, dass das Nebental seinen linearen oberirdischen Wasserlauf noch eine Zeitlang auch dann behauptete, wo das Haupttal bereits inaktiv wurde und seine Zergliederung durch Karstkorrosion einsetzte.

Merkwürdig zeigt sich am meisten das behandelte Wirkungsverhältnis in den Karsten mit *Faltenstruktur*, wo sich die Dolinen einmal am Rücken der Antiklinale, andersmal in der Achsenlinie der Synklinale anreihen. Der erste Fall ist der häufigere und steht mit den Klüften der in

Abb. 3 dargestellten fächerartigen Spannung in kausaler Verbindung. Es kommt aber vor, besonders bei flachen Falten, wo eine wesentliche Überbeanspruchung nicht einmal an der Antiklinale vorhanden ist, dass der konzentrierte Angriff der an der Antiklinalachse entlang oder an den flachen Antiklinalflügel versickernden Gewässer intensiver auftritt. Das kann noch durch den Umstand gesteigert werden, dass die Talflanken und die Antiklinalrücken einerseits wegen der Einschwemmung, andererseits wegen der an den Flügeln des Synklinaltals auftretenden *Bodenbewegungen durch Derasion* kahl werden, was an der betreffenden Stelle die Abnahme der Korrosionsdynamik zur Folge hat. So entwickeln sich die Dolinen in der Achsenlinie der Synklinale. Ein schönes Beispiel für diesen Fall wurde von MAXIMOVITSCH (1965) in der Sowjetunion aus dem Bezirk von Perm (Abb. 18) dargelegt.



18. Geographische Verteilung der Karstdolinen an Antiklinalflügeln im Karstgebiet von Perm in der Sowjetunion (nach MAXIMOVITSCH)

In hohem Masse kommen die Spalten, die Lithoklasen und andere Spuren der tektonischen Beanspruchung in der Morphologie der *Karren* und besonders der *Rinnenkarren* zum Ausdruck, wobei die Richtung der sich bildenden Karrenrinnen neben Abdachung und Schichtung noch immer durch die makrostrukturellen Gegebenheiten bedingt wird (Abb. 19).



19. Durch tektonische Lithoklasen vorgezeichnete mit Richtungsdiskordanz gegenüber den Schichtstreichen und Schichtfallen entwickelte enorme Karrenrinnen in der Nähe von Podgora in Dalmatien.

Aber vermutlich ist auch die Lokalisation anderer Erscheinungen des Karstes, so der *Quellen*, der *Schwinden* usw. zumeist primär mit gebirgsstrukturellen Verhältnissen in Verbindung zu bringen, wie dies in den Arbeiten von E. R. SCHMIDT in Ungarn (obwohl zuweilen mit einer Überbetonung der Realitäten) ausgewiesen wurde.

Angeführte Literatur

- Albel, F. (1950): Újabb elgondolások a karsztvízkérdéssel kapcsolatban. (Neuere Konzeptionen in Bezug auf die Karstwasserfrage — Hidrológiai Közöny 1950. 11—12.
- Batschinskij—Dubljanskij—Stengelow (1964): Kriwtschenskaja „Kristalnaja” peschtschera w gipsach Podolii — Peschtscheri 4. Perm. 1964.
- Billings, M. P. (1942): Structural Geology — New York, 1942.
- Borbás, I. (1934): A Szépvölgy és barlangjai morfológiája. (Morphologie des Szépvölgy und seiner Höhlen) — Barlangvilág, 1934.
- Cvijič, J. (1893): Das Karstphänomen — Geogr. Abhandl., 1893. 3.
- Cvijič, J. (1926): Geomorfologija (Kap. V: Oblici karsna erozije i karsna hidrographija) — Beograd, 1926.
- Dubljanskij, W. N. (1966): Karstowüe peschtscheri Srednewo Pridnestrowja — Woprosi isutschenija karsta Ruskojrawninü, Moskau, 1966.
- Grund, A. (1912): Nochmals zur Morphologie und Hydrographie des Karstes — Peterm. Geogr. Mitteil., Gotha, 1912.
- Grund, A. (1914): Der geographische Zyklus im Karst — Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1914.
- Horusitzky, H. (1915): A barlangok rendszeres osztályozása. (Systematische Klassifizierung der Höhlen) — Barlangkutatás, 1915. 3.
- Jakucs, L. (1950): A dolomitporlódás kérdése a Budai-hegységben. (Die Frage der Dolomitverstäubung im Budaer Gebirge) Földtani Közöny, 1950.
- Kerekcs, J. (1941): A budakörnyéki hévforrásos barlangokról. (Über die Thermenhöhlen in der Gegend von Buda) — Földrajzi Zsebkönyv Budapest, 1941.
- Kettner, R. (1959): Allgemeine Geologie — Berlin, 1959.
- Kunsky, J. (1954): Reise in die Unterwelt. — Praha, 1954.
- Kuznečowa, L. S. (1965): Kiselowskaja Medvezsja peschtschera — Peschtscheri, 5/6. Perm, 1965.
- Maximowitsch, G. A. (1958): Karst Permskoj oblasti — Perm, 1958.
- Maximowitsch, G. A. (1965): Genetitscheskij rjad natetschnih otlozenij peschtscher — Peschtscheri, 5/6, Perm, 1965.
- Miháitz, I. (1938): A Bihar-hegység barlangjai és a hegyszerkezet. (Die Höhlen des Bihar-Gebirges und der Gebirgsbau) — Cluj—Kolozsvár, 1938.
- Nikolajev, N. I. (1946): Ob ewoluzionnom rasvitii karstovih form i znatschenii strukturno-tektonitscheskogo faktora — Sow. geologija, 1946. 10.
- Schmidt, E. R. (1944): Barlang, dolina és poljeképződés. (Über die Bildung von Höhlen, Dolinen und Poljen) — Bányászati és Kohászati Lapok, 1944.
- Schmidt, E. R. (1953): Karsztvízjáratok kialakulásának geomechanikája. (Geomechanik der Bildung von Karstwasserröhre) — MTA Közlem. (Mitteil. d. Akad. d. Wiss.) VIII. 1. 1953.
- Schmidt, E. R. (1957): Geomechanika — Budapest, 1957.
- Stschepetow—Wolosenko—Emeljanow—Riskow—Lobanow (1965): Krupnaja peschtschera na juznom Urale — Peschtscheri, 5/6. Perm, 1965.
- Székely, A. (1953): Az ágasvári Csörgölyuk-barlang. (Der Csörgölyuk-Höhle bei Ágasvár) — Földrajzi Értesítő, 1953. 1.
- Sokolow, D. S. (1962): Osnownije uslowija raswitija karsta — Gozgeoltechizdat, Moskau, 1962.
- Tatarinov, K. A. (1965): Karstowije peschtscheri Srednego Pridmestrowja — Tipi karsta w SSSR, Moskau, 1965.
- Trimmel, H. (1956): Tektonik und Höhlenbildung — XX. Congr. Geol. Intern. Resúmenes, Mexiko 1956.
- Trimmel, H. (1968): Höhlenkunde — Braunschweig, 1968.